



UNIVERSIDAD DE CUENCA



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Facultad de Ingeniería

Carrera de Ingeniería Civil

**Estudio de la variabilidad climática en un transecto andino-tropical en el
austro ecuatoriano mediante la identificación de teleconexiones**

Trabajo de titulación previo a la
obtención del título de
Ingeniero Civil

Autor:

Adrián Santiago Arias Ordóñez

CI: 0105953863

Correo electrónico: santiago_794@hotmail.es

Director:

Ing. Diego Esteban Mora Serrano PhD

CI: 0102423506

Cuenca, Ecuador

17-junio-2020

RESUMEN:

El clima en el austro ecuatoriano se caracteriza por la complejidad de la variabilidad climática en la región, provocando eventos hidroclimáticos locales que no se pueden pronosticar adecuadamente. Sin embargo, ciertas señales globales sintetizan en gran medida la variabilidad climática en el planeta, lo que permite identificar importantes interacciones entre el clima global y regional (teleconexiones). No obstante, las metodologías empleadas en este estudio utilizan técnicas distintas para la extracción de características temporales de señales globales y de lluvia, lo cual podría conllevar a la detección de distintos patrones de conexión. En este sentido, se vuelve importante analizar y contrastar dichas metodologías en orden de establecer sus ventajas y complementariedades. En esta investigación, se emplean dos metodologías con la habilidad de encontrar información característica a diferentes escalas temporales (interanual e interdecadal), codificadas en las señales climáticas. Para este análisis se utilizan señales mensuales de lluvia de dos cuencas hidrográficas, la primera con régimen del Pacífico (región costa) y la segunda con régimen Amazónico (región Andina), con la finalidad de identificar distintos procesos de acción climática global. Entre los resultados obtenidos se determina que *Trans-Niño Index* (TNI) es la señal de mayor influencia interanual en el área de estudio, seguido por la señal de *Caribbean Index* (CAR). Por otro lado, a escala interdecadal, los resultados muestran que CAR y la señal *North Atlantic Oscillation* (NAO) son las más importantes actuando en la región Andina y costera respectivamente. Ambas metodologías otorgan resultados mayormente similares. Por lo tanto, la evidencia de conexiones a distintas escalas temporales y sus diferencias en los análisis espaciales revelan la complementariedad entre estas herramientas.

Palabras claves: variabilidad climática, teleconexiones, interanual, interdecadal, Trans-Niño Index, Caribbean Index, North Atlantic Oscillation.

ABSTRACT:

The climate in south Ecuadorian is characterized by the complex climatic variability in the region, causing local hydroclimatic events that cannot be adequately prediction. Certain global signals synthetize exactly the climatic variability in the planet, which allow to identify important interactions between global and regional climate (teleconnections). However, the methodologies employed in this document use distinct thecniques for extraction of temporal features in global and precipitation signals, which could entail the detection of connection different patterns. In this sense, it turn important to analyze and contrast those methodologies in order of to establish their advantages and complementarities. In this studio, are employed two methodologies with ability to find characteristic information in different temporal scales (interannual and interdecadal), codify in climatic signals. For this analysis are used monthly signals of precipitation of two hydrographic basins, the first with Pacific regimen (coast region) and the second with Amazonic regimen (Andean region), with the finality to identify distinct process of action global climate. Among the results obtained is determined that Trans-Niño Index (TNI) is the signal of mayor interannual influence in the studio area, followed by Caribbean Index signal (CAR). On the other hand, in interdecadal scale, the results show that CAR and North Atlantic Oscillation signals (NAO) are the more important in the Andean and coast region respectively. Both methodologies grant similar results; nevertheless, the evidence of connections in distinct temporal scales and their differences in spatial analysis reveal complementarity between them.

Keywords: climatic variability, teleconnections, interannual, interdecadal, Trans-Niño Index, Caribbean Index, North Atlantic Oscillation.



Contenido

1. Introducción	11
1.1. Antecedentes	11
1.2. Definición del Problema	12
1.3. Justificación.....	13
1.4. Objetivos	13
1.4.1. Objetivo General.....	13
1.4.2. Objetivos Específicos	13
1.5. Alcance	14
2. Materiales	14
2.1. Área de Estudio.....	14
2.1.1. Cuenca del Río Jubones	14
2.1.2. Cuenca del Río Paute.....	14
2.2. Datos.....	16
2.2.1. Señales de Lluvia	16
2.2.2. Señales Globales.....	17
3. Metodología.....	18
3.1. Regresión Armónica Dinámica.....	18
3.1.1. Descomposición de señales de lluvia	19
3.1.2. Suavizado de Señales Climáticas Globales	19
3.1.3. Regresión Estocástica Lineal Múltiple	20
3.1.4. Análisis de Intensidad de Influencia.....	20
3.2. Perturbación Cuantíl.....	20
4. Resultados y Discusión	22
4.1. Regresión Armónica Dinámica.....	22
4.1.1. Descomposición de Señales de Lluvia	22
4.1.2. Suavizado de Señales Climáticas Globales	23

4.1.3. Regresión Estocástica Lineal Múltiple	23
4.1.4. Factores de Intensidad de Influencia	24
4.1.5. Patrones Espaciales de Conexión a Escala Interanual	25
4.2. Perturbación Cuantíl	28
4.2.1. Patrones Espaciales de Conexión a Escala Interdecadal.....	31
5. Conclusiones y Recomendaciones.....	33
Bibliografía.....	36
Anexos	41
Anexo 1 Valores de <i>Radj2</i> de modelos RELM en las estaciones del área de estudio.	41
Anexo 2 Variables de GCS incluidas en los modelos RELM para cada TC de señal de lluvia y el ranking de influencia sobre el área de estudio.....	42
Anexo 3 Factores de perturbación en porcentaje	43
Anexo 4 Correlación de factores de perturbación de señales de lluvia vs señales globales.....	44

Índice de Figuras

Fig. 1 Localización del Área de Estudio	15
Fig. 2 Localización de Señales Globales utilizadas en el estudio	18
Fig. 3 Arriba: Lluvia observada, lluvia simulada y tendencia de lluvia. Abajo: Señal global observada, señal global simulada y tendencia de señal global. Valores observados (gris). Valores Simulados (negro). Tendencia (Blanco) a M420; b M410; c TNI; d CAR	22
Fig. 4 Factor de Intensidad de Influencia (valores de T-test). Arriba IFF TNI y IFF CAR. Abajo IFF NAO y IFF SOI.	24
Fig. 5 Grupos Interanuales.....	26
Fig. 6 Análisis de Resultados de Factores de perturbación de las señales globales y de lluvia (todos en porcentaje). Arriba: M040 (correlación negativa) y M141	



(correlación positiva). Abajo: M040 (correlación positiva) y M139 (correlación negativa).....	29
Fig. 7 Correlación entre factores de perturbación de señales globales y de lluvia	30
Fig. 8 Grupos Decadales mediante el método de Perturbación Cuantíl	31

Índice de Tablas

Tabla 1 Estaciones de lluvia dentro del área de estudio	17
Tabla 2 Promedio de <i>Radj2</i> y promedio de Factor de Intensidad de Influencia por ubicación.	27
Tabla 3 Valores promedio de correlación entre factores de perturbación de señales globales y de lluvia por ubicación	32



Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio Institucional

Adrián Santiago Arias Ordóñez en calidad de autor/a y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación "Estudio de la variabilidad climática tropical costero-andino en el austro ecuatoriano mediante la identificación de teleconexiones", de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, 17 de junio de 2020

Adrián Santiago Arias Ordóñez

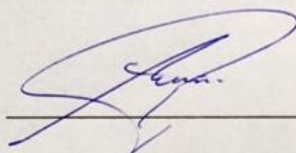
C.I: 0105953863



Cláusula de Propiedad Intelectual

Adrián Santiago Arias Ordóñez, autor/a del trabajo de titulación Estudio de la variabilidad climática tropical costero-andino en el austro ecuatoriano mediante la identificación de teleconexiones", certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autor/a.

Cuenca, 17 de junio de 2020



Adrián Santiago Arias Ordóñez

C.I: 0105953863



Agradecimientos

Agradezco principalmente a mis padres y hermanos que siempre estuvieron apoyándome en todo momento para poder cumplir mis sueños.

A Cristina con quien compartí mi vida Universitaria y ha sido un pilar fundamental en este logro.

Mi profundo agradecimiento al Ing. Diego Mora por su guía en este trabajo de titulación, además al Ing. Daniel Mendoza por sus consejos y apoyo incondicional. De igual manera, a los docentes y compañeros de la Universidad de Cuenca.



Dedicatoria

Este trabajo está dedicado principalmente a mis padres, Washington y Martha, quienes me han enseñado el valor del trabajo y dedicación, apoyándome en todo momento para poder cumplir mis metas y sueños. Los amo.

También para mis hermanos, Christian y Fernanda, enseñándome cada día el amor y apoyo incondicional entre hermanos.

Para mis abuelitas, Carmela (+), Rosario (+). Por su amor incondicional y todo el cariño que me entregaron. Siempre estarán conmigo.

Para mis abuelos, Alfredo, Ligia y Julia. Por toda su protección y amor que me dan.

Finalmente, para mi familia y amigos que siempre estuvieron apoyándome. En especial para mis tíos por su cariño y comprensión.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

La variabilidad climática en el sur del Ecuador se debe a los distintos regímenes pluviométricos que se pueden encontrar a distancias relativamente cortas, especialmente en las zonas montañosas. Este clima variado se ha caracterizado por abarcar eventos extremos que van desde sequías hasta fuertes lluvias generando un impacto social y económico para las poblaciones afectadas (Buytaert et al., 2006; Campozano et al., 2016; Celleri et al., 2007; Luna-Romero et al., 2018).

Esta variabilidad en el clima del austro ecuatoriano depende principalmente de factores como: latitud, orografía, el océano Pacífico y el océano Atlántico. Debido a su ubicación (latitud) sobre la línea ecuatorial e influenciada directamente por sistemas de circulación como la *Zona de Convergencia Intertropical* (ZCIT) que es donde los vientos alisios provenientes de los hemisferios norte y sur convergen; lo que permite el ingreso de masas de aire con distintas características dependiendo de la estacionalidad. No obstante, estas masas de aire pueden estar afectadas por el factor orográfico caracterizado por la cordillera de los Andes; esta barrera topográfica natural interfiere en el desplazamiento y aislamientos de las masas de aire locales o regionales (Pourrut, 1986; Samaniego-Rojas et al., 2015; Vuille et al., 2000).

Otro factor importante es el océano Pacífico que debido a sus corrientes marinas modifica las masas de aire tropical. Estas corrientes desplazan aguas frías provenientes de los océanos Índico y Antártico hacia la línea ecuatorial a lo largo de las costas de Perú y Ecuador, donde las aguas son calentadas y empujadas por los vientos alisios y desviadas por las fuerzas de Coriolis hacia el occidente del océano Pacífico (Pourrut, 1986). La *Temperatura Superficial Marina* (TSM) tiene un rol importante ya que la variación de TSM sumado al cambio de intensidad de los vientos alisios por fluctuaciones en la celda de Walker conocido como *Oscilación Sur* (SO) es característico del fenómeno a nivel planetario ENSO por sus componentes: oceánico (El Niño y La Niña) y atmosférico (South-Oscillation).

La variabilidad de TSM caracteriza a los eventos El Niño (EN) y La Niña (LN); el primero con anomalías de TSM positivas asociados con una disminución de intensidad en los vientos alisios provocando fuertes lluvias en las costas del sur de Ecuador y Perú. Mientras que el segundo presenta anomalías negativas con un

aumento en los vientos alisios provocando sequías en el litoral (A. Bendix & Bendix, 2006; J. Bendix, 2000; Samaniego-Rojas et al., 2015; Wang & Fiedler, 2006).

Se ha determinado que anomalías presentadas por ENSO están relacionadas con la variabilidad climática del Ecuador. La región litoral está influenciada directamente con anomalías de ENSO porque recibe directamente las masas de aire oceánico. Mientras que el callejón interandino desempeñado por la cordillera de los Andes contribuye a suavizar notablemente, distribuir de forma heterogénea o hasta impedir el ingreso de aquellas masas de aire (Pourrut, 1986). La señal global *Trans-Niño Index* (TNI), utilizada para pronosticar el fenómeno ENSO, influye en el área de estudio y ya ha sido documentada previamente por Campozaño et al. (2018); demostrando que los *Sistemas Convectivos de Mesoescala* desarrollados en el oeste de la cuenca de Paute responden positivamente a la dinámica de ENSO, acoplada en escalas de tiempo interanuales (Trenberth & Stepaniak, 2001).

Vuille et al. (2000) en su investigación concluye que a pesar de la cercanía de los Andes ecuatorianos con el océano Pacífico. La variabilidad de precipitación en esta zona no solo se relaciona con las anomalías de la temperatura superficial marina (ATSM) del Pacífico; adicionalmente relacionan ATSM del Atlántico con la región oriental de los Andes. La presencia de señales globales del Atlántico en el área de estudio se debe a las distintas trayectorias de masas de aire que pueden llegar a la cuenca de Paute transportando humedad directamente por la Amazonía o en menor medida provenientes de Colombia y Venezuela (Esquivel-Hernández et al., 2019). El mar Caribe y el Atlántico Tropical son considerados las principales fuentes de humedad para el norte de Sudamérica (Arias et al., 2015; Hoyos et al., 2019), demostrando que las señales de Caribbean Index (CAR) y *Tropical North Atlantic* (TNA) tienen mayores valores de flujo de información para evaluar la variabilidad espacio temporal de la humedad atmosférica regional.

Sin duda, relacionar las señales globales con las señales locales en la región andino-tropical en el austro ecuatoriano, ayuda a pronosticar el comportamiento del clima en esta compleja región. Es así, como las investigaciones acerca de teleconexiones han incrementado su interés y se han relacionado con distintos eventos meteorológicos.

1.2. Definición del Problema

Debido a la variabilidad espacial y temporal que existe en el área de estudio. Se propone el uso de técnicas que ayudan en la identificación de teleconexiones en una

región donde la orografía juega un rol importante, teniendo en cuenta factores como elevación, régimen de lluvia y aspecto. Estas técnicas utilizan conceptos distintos para conectar las señales de lluvia con las señales globales. Mendoza et al. (2018) utilizan una metodología basada en la extracción de los *Componentes de Tendencia* (CT) de las señales de lluvia y globales usando *Regresión Armónica Dinámica* (RAD); con la información espectral de señales globales se realiza una *Regresión Estocástica Lineal Múltiple* (RELM) que se ajuste a cada señal de lluvia. Por otro lado, Mora & Willems (2012) utiliza la metodología propuesta por Ntegeka & Willems (2008). Esta técnica consiste en el análisis de tendencias y anomalías en extremos hidroclimáticos basados en cuantiles de perturbación extraídos de las señales de lluvia y globales. Finalmente, obteniendo un modelo de variabilidad climática regional con el objetivo de explicar las variaciones históricas locales a través de señales globales.

1.3. Justificación

Las dos metodologías tienen distintas habilidades de filtrar características anuales y decadales de las señales de lluvia y globales. Además, han sido empleadas en la cuenca del Río Paute con resultados interesantes. Por lo tanto, el análisis de estos efectos incluyendo la región costera resulta interesante, en orden de vislumbrar la interacción global entre las transiciones de clima costero y andino en los trópicos. Más aún, la aplicación de diferentes metodologías y sus atributos permitirían distinguir diferentes características temporales del clima global y regional.

En este sentido, el trabajo propuesto evalúa la complementariedad de las dos metodologías indicadas. No obstante, se puede también establecer las ventajas de las mismas dependiendo de los objetivos de análisis.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Describir la variabilidad climática en un transecto andino-tropical en el austro ecuatoriano mediante la identificación de señales globales (teleconexiones).

1.4.2. Objetivos Específicos

- Identificar dos metodologías para la búsqueda de teleconexiones.
- Comparar y evaluar la pertinencia de cada metodología dependiendo de la región.
- Interpretar los diferentes teleconexiones ligados a la variabilidad climática dentro de la región.

1.5. Alcance

En este trabajo se pretende utilizar series temporales de precipitaciones mensuales (señales de lluvia) de estaciones meteorológicas, además señales globales atmosféricos y oceánicos. Para identificar teleconexiones más influyentes en el área de estudio se utilizará dos metodologías, las cuales están descritas en Mora and Willems (2012) y por Mendoza et al. (2018), que tienen la habilidad de encontrar relaciones interanuales e interdecadales respectivamente, utilizando diferentes técnicas estadísticas obteniendo resultados de escala temporal y espacial.

2. MATERIALES

2.1. Área de Estudio

2.1.1. Cuenca del Río Jubones

La cuenca del río Jubones se ubica al sur del Ecuador y tiene salida al océano. Esta cuenca ocupa parte de la cordillera occidental de los Andes y posee una superficie de 4361 km^2 con un rango de elevación desde 0 hasta los 3716 m s.n.m.

La cuenca presenta una gran variabilidad espacial y se puede diferenciar dos regiones principales: parte baja o planicie costera y región Andina. Pese a esto, la cuenca es de régimen *Unimodal* (UM) identificando el único periodo lluvioso entre diciembre a mayo con una marcada estacionalidad para la planicie costera y baja estacionalidad para la región Andina. Las precipitaciones abundantes se registran por debajo de los 500 m s.n.m. y disminuye en la parte céntrica de la zona alta de la cuenca por arriba de los 2000 m s.n.m. (Luna-Romero et al., 2018).

En el litoral, la distribución de precipitaciones se ve afectada por la migración estacional de ZCIT (Vuille et al., 2000). Durante fenómenos a gran escala como ENSO, el litoral es afectado por fuertes lluvias ocasionadas por el evento de El Niño (Pineda et al., 2013); mientras que eventos de La Niña produce sequías en las llanuras del litoral (Jörg Bendix et al., 2011).

2.1.2. Cuenca del Río Paute

La cuenca del río Paute se localiza al sur de los andes ecuatorianos; en la depresión interandina que separa las cordilleras oriental y occidental. Tiene una superficie de 6442 km^2 y su rango de elevación varía desde los 908 hasta 4040 m s.n.m.

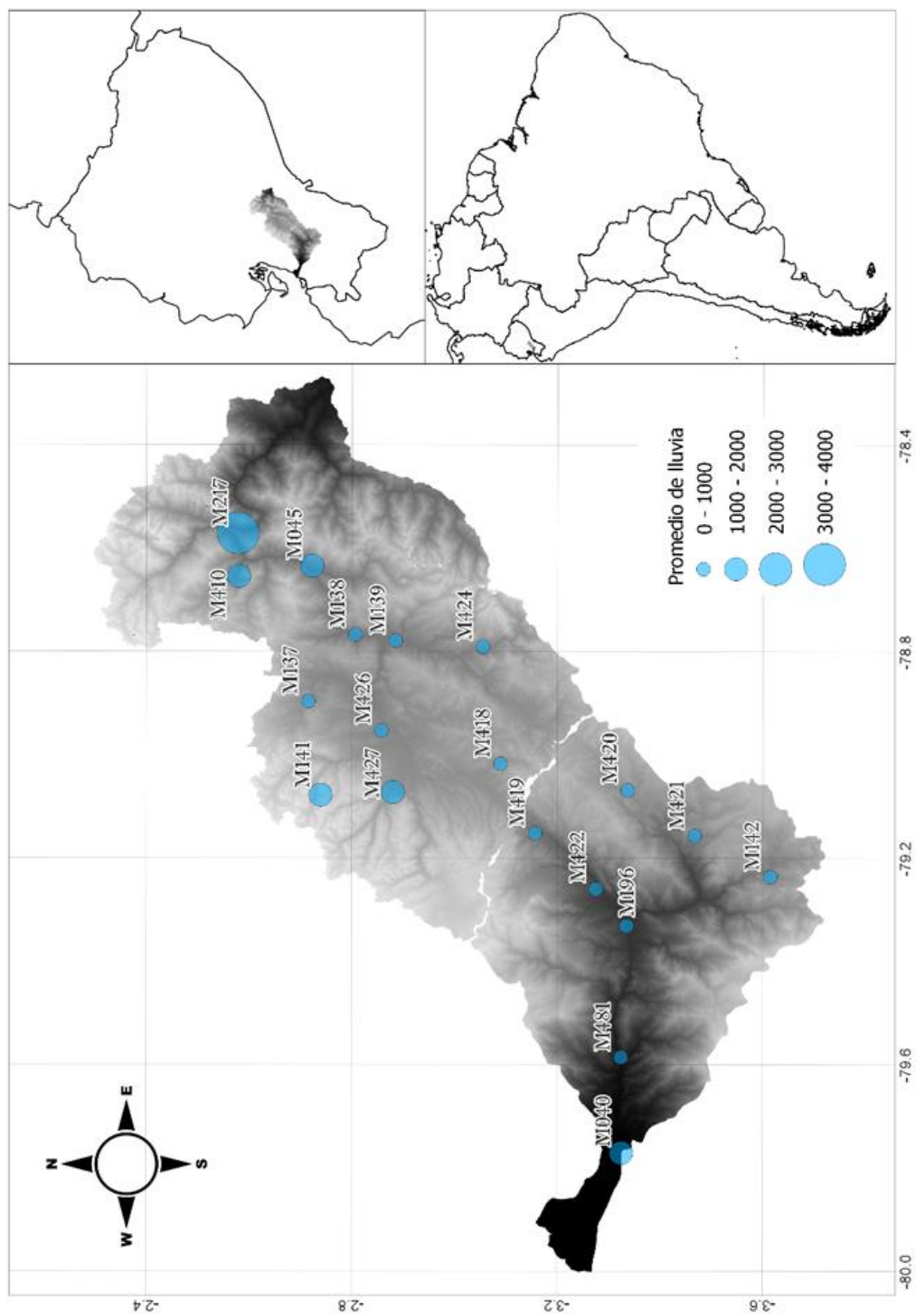


Fig. 1 Localización del Área de Estudio

En la parte oriental de la cuenca, la precipitación media anual es sustancialmente más alta y su distribución espacial es afectada fuertemente por las advección de la humedad desde la cuenca del Amazonas, entrando a través del cañón del Río Paute (Celleri et al., 2007). Por otro lado, los patrones climáticos en la cordillera occidental están influenciados por el régimen costero del Pacífico proveniente del oeste, y las masas de aire del Atlántico tropical y continental provenientes del este (Vuille et al., 2000). El comportamiento climático es fuertemente estacional (menos pronunciada en elevaciones más altas) y con regímenes identificados por Celleri et al. (2007) y Campozano et al. (2016).

Los regímenes *Unimodal 1 y 2* (UM1 y UM2) se caracteriza por las nubes bajas de capa superficial advectiva que causan principalmente la precipitación, influenciada por el vapor de agua proveniente de la Amazonía y los vientos alisios mejorados durante el verano boreal.

Para los regímenes *Bimodal 1 y 2* (BM1 y BM2), la lluvia es principalmente observada en los meses de Marzo a Mayo y de Septiembre a Noviembre en la primavera boreal y en el otoño boreal respectivamente. Durante estos meses, condiciones fuertes convectivas llevan humedad desde la cuenca del Amazonas. Un análisis regional determina que este régimen de lluvia está presente principalmente a lo largo de los valles protegidos (debajo de 3000 m s.n.m.). Donde durante los meses Junio, Julio y Agosto se produce la estación seca, impidiendo el proceso convectivo durante el verano boreal (Celleri et al., 2007, Campozano et al., 2016).

2.2. Datos

2.2.1. Señales de Lluvia

Los datos recolectados corresponden a estaciones distribuidas en las dos cuencas. Estos datos pertenecen al *Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología* (INAMHI) y al *Instituto Ecuatoriano de Electrificación* (INECEL).

Para este estudio se utilizaron 19 estaciones de las cuales 8 pertenecen a la cuenca del Río Jubones y 11 a la cuenca del Río Paute. Debido a que la información recolectada es limitada, se escoge como periodo de estudio entre los años 1980 y 2010. Sin embargo, se debe considerar que estaciones como la M196 y M421 poseen información hasta los años 1990 y 2007 respectivamente.

Los periodos de datos faltantes fueron llenados por medio de la regresión lineal múltiple (Villazón & Willems, 2010). Las regresiones fueron aplicadas para cada mes,

los datos estimados para un específico mes en un sitio fue obtenido solo con datos de otras estaciones correspondientes al mismo mes.

Tabla 1 Estaciones de lluvia dentro del área de estudio

CUENCA	NOMBRE DE ESTACIÓN	CODIGO DE ESTACIÓN	REGIMEN DE LLUVIA	ELEVACION (m s.n.m.)	ASPECTO	PROMEDIO ANUAL (mm)
Río Jubones	Pasaje	M040	UM	40	Sur	1070.2
	Saraguro	M142	UM	2525	Este	805.1
	Minas De Huascachaca	M196	UM	1040	Suroeste	189.8
	Girón	M419	UM	2130	Oeste	795.8
	Nabon Inamhi	M420	UM	2750	Noreste	837.9
	Oña	M421	UM	2320	Noroeste	473.2
	Hacienda Santa Lucía	M422	UM	1310	Suroeste	448.1
	Ushcurrumi	M481	UM	290	Norte	754.4
Río Paute	Palmas	M045	UM2	2400	Noroeste	1341.9
	Biblian	M137	BM1	2640	Este	945.8
	Paute	M138	BM1	2194	Sur	742.4
	Gualaceo	M139	BM1	2230	Norte	776.9
	El Labrado	M141	BM2	3335	Sur	1274.9
	Peñas Coloradas	M217	UM2	2321	Este	3064.0
	Río Mazar	M410	UM1	2450	Este	1309.6
	Cumbe	M418	BM1	2720	Noroeste	699.3
	Sigsig	M424	BM2	2600	Norte	709.7
	Ricaurte	M426	BM1	2545	Sur	927.3
	Sayausí	M427	BM1	2780	Sureste	1063.4

2.2.2. Señales Globales

Los datos de las señales globales están disponibles en la base de datos del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Las señales utilizadas son: *Extreme Eastern Tropical Pacific SST* (Niño 1+2), *East Central Tropical Pacific SST* (Niño 3), *East Central Tropical Pacific SST* (Niño 3.4), *Central Tropical Pacific SST* (Niño 4), los datos de TSA correspondiente al *Tropical Northern Atlantic Index* (TNA) y *Tropical Southern Atlantic Index* (TSA) y *Caribbean SST Index* (CAR). También se utilizará la diferencia de presión a nivel de mar entre las estaciones Darwin - Tahiti que representan el *Southern Oscillation Index* (SOI), la diferencia de presión a nivel de mar entre el Atlántico subtropical alto y bajo conocido como *North*

Atlantic Oscillation (NAO). Además, la diferencia de anomalías entre Niño 1+2 y Niño 4 que representa el gradiente de anomalías entre el Pacífico ecuatorial central y oriental conocido como *Trans-Niño Index* (TNI). El patrón de variabilidad de larga duración marcado por la cuenca del Pacífico y el clima de América del Norte conocido como *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) y finalmente *Atlantic multidecadal Oscillation* (AMO).

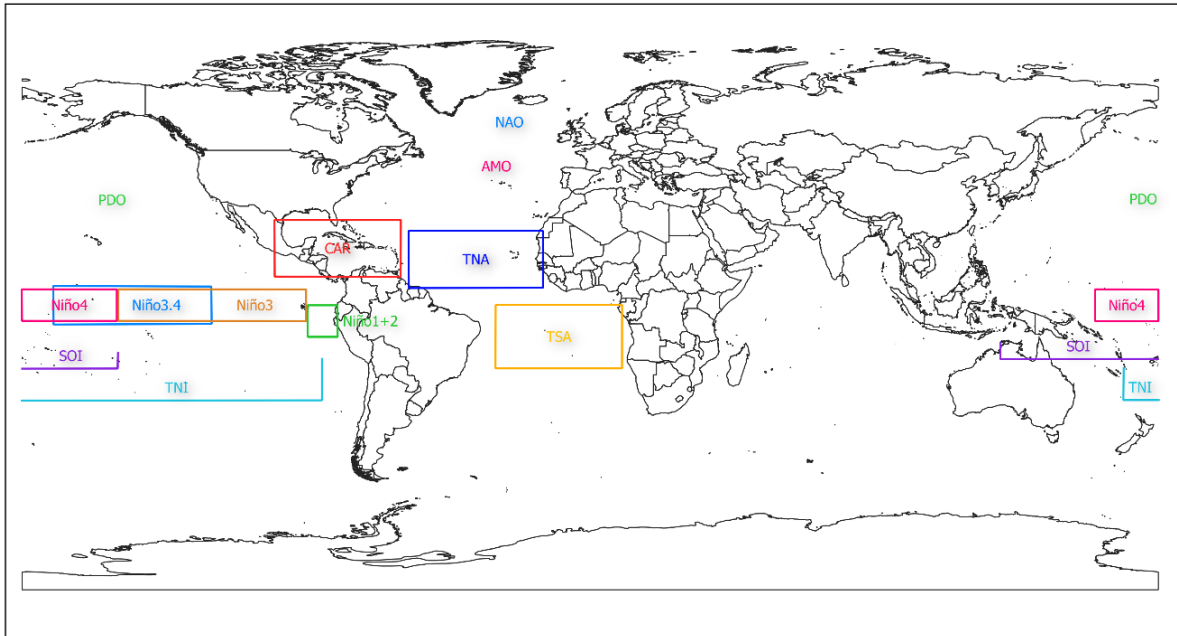


Fig. 2 Localización de Señales Globales utilizadas en el estudio

3. METODOLOGÍA

Para este estudio se utilizarán dos técnicas desarrolladas por Mora & Willems, (2012) y Mendoza et al., (2018), las cuales se enfocan en identificar teleconexiones utilizando señales de lluvia. Estas técnicas ya fueron empleadas en la cuenca del río Paute obteniendo resultados interesantes y con este nuevo estudio se pretende ampliar aún más la búsqueda de teleconexiones.

3.1. Regresión Armónica Dinámica

La técnica de *Regresión Armónica Dinámica* (RAD) es muy conocida para la extracción de señales dentro del marco de la teoría de análisis de series de tiempo,

introduciendo el concepto de *Time Variable Parameters* (TVP). Estos parámetros toman ventaja de técnicas de Estimación Recursiva, que permite incluir los parámetros de tiempo en modelos lineales. Tal variación es descrita considerando los procesos *Gauss-Markov Random Walking* (RW) (Bryson, 2018; Young, 2011). La evolución del parámetro se alcanza en condiciones óptimas (optimización del hiperparámetro), que se explica en Mendoza et al., (2018).

La metodología que se emplea para la búsqueda de teleconexiones se puede encontrar en Mendoza et al., (2018). Una síntesis de la técnica se describe a continuación:

3.1.1. Descomposición de Señales de Lluvia

La regresión armónica dinámica es aplicada en las señales de lluvia, obteniendo el *Componente de Tendencia* (CT) interanual a largo plazo de las señales de lluvia (CTLL) que serán correlacionadas con las CT de las señales globales.

3.1.2. Suavizado de Señales Climáticas Globales

Los algoritmos TVP causan suavizado sobre los cambios temporales de todos los CT. Por lo tanto un proceso de suavizado también es realizado sobre las señales globales, obteniendo el componente de tendencia interanual a largo plazo (CTG). Este proceso consiste en la filtración de altas frecuencias que podrían afectar la medición de la relación que exista entre las señales CTLL y CTG (Owens, 1978).

El proceso de suavizado se logra empleando un modelo *Autoregressive-Plus-Trend* (APT) para señales globales seculares. Si una señal global muestra características periódicas intra-anales, se aplica la técnica RAD. De esta manera, se extrae la componente de tendencia deseada (Watson, 1986). Para señales globales no periódicas, el orden del modelo APT, que define las fluctuaciones, se estima a través del parámetro Akaike-coefficient (AIC) mencionado (Akaike 1974). A su vez, el modelo para los CTG se maneja como un proceso IRW, que es un caso particular de los modelos General Random Walk (GRW) mejor descritos en Young (2012).

Las señales cuasi periódicas interanuales como ENSO (Gaucherel, 2009), identificadas por la metodología RAD se incluyen dentro del conjunto suavizado CTG. Esto se aplica bajo la hipótesis de que cualquier señal con escalas de frecuencia interanuales puede actuar como un controlador global externo oculto.

3.1.3. Regresión Estocástica Lineal Múltiple

El objetivo de esta técnica no consiste en buscar relaciones aisladas entre los componentes CTLL y CTG. Por el contrario, la idea es combinar los efectos de las influencias globales y para ello se utiliza la *Regresión Estocástica Lineal Múltiple* (RELM). De esta manera, explicar la variabilidad interanual de los atributos espectrales de cada señal de lluvia sería por medio de controladores globales que se ajusten a la escala interanual.

La explicación matemática de RELM se puede encontrar en Mendoza et al., (2018), además de su aplicación y la prueba de hipótesis que consiste en identificar las variables más importantes que se incluirá en el modelo para evitar los efectos contraproducentes de sobreajuste y multicolinealidad (Meloun et al., 2002).

3.1.4. Análisis de Intensidad de Influencia

El conjunto de modelos CTLL representa una gran evolución temporal de la lluvia, que se maneja con los patrones globales CTG. Por lo tanto, el análisis realizado dentro del grupo CTLL se llevará a cabo para identificar teleconexiones interanuales.

Para establecer la intensidad de influencia que toda señal CTG ejerce sobre el componente CTLL, una significancia estadística conocido como T-test en cada modelo de RELM es calculada para cada variable CTG. Sumando los valores de todos los T-test para una específica CTG dentro de un grupo podría ser interpretado como el Factor de Intensidad de Influencia (FII) ejercido por tal CTG.

3.2. Perturbación Cuantíl

La técnica de perturbación Cuantíl (PC) empleada por Mora & Willems, (2012) se basa en la metodología desarrollada por Ntegeka & Willems, (2008) para el análisis de tendencias y anomalías en extremos hidroclimáticos basados en perturbaciones cuantiles. Las perturbaciones se refieren a cambios relativos entre dos series, la primera serie es tomada como referencia o serie base mientras que la segunda es una subserie de interés. En este estudio, la serie de referencia es tomada como la serie histórica completa, mientras que la subserie son periodos de interés (por ejemplo cada 10 años). La perturbación cuantíl es aplicada a las series de lluvia mensuales.

Los valores mensuales dentro de una serie (bloque particular de L años) son ordenados de forma descendente, donde i es el rango de un mes dado en las series. Basado en este rango, el periodo de retorno empírico $T_{L(i)}$ puede ser estimado de

acuerdo a la Ec.1 para cada mes en la subserie. Los mismos cálculos son aplicados a toda la serie (N años) en la Ec. 2.

$$T_{L(i)} = \frac{L}{i} \quad (1)$$

$$T_{L(i)} = \frac{N}{i} \quad (2)$$

El factor de perturbación $P_{(i)}$ para un periodo de retorno dado corresponde al radio indicado en la Ec. 3.

$$P_{(i)} = \frac{x_L(T_{L(i)})}{x_N(T_{N(i)})} \quad (3)$$

De los factores de perturbación de todos los meses, un factor de perturbación promedio representa anomalías en cuantiles y son calculados en este estudio por movimiento de bloques de 10 años. El movimiento causa dependencia entre las anomalías calculadas pero permite interpretación visual de las variaciones temporales en estas anomalías. El método permite detectar oscilaciones decadales y multidecadales en anomalías de cuantiles extremos.

Se calculan intervalos de confianza de los factores de perturbación bajo la hipótesis nula de no tendencia o dependencia serial en la ocurrencia de lluvia. Esta prueba se realiza para determinar si las tendencias o anomalías identificadas son significantes. Estos intervalos de confianza se calculan por medio de la técnica de muestreo autodocimante (bootstrapping). Debido que estos intervalos definen regiones de variabilidad esperada bajo la hipótesis nula, cualquier anomalía fuera de los límites de confianza es considerado estadísticamente significativo y rechazando la hipótesis nula. Mientras que la región interior de confianza es considerada insignificante y por lo tanto aceptando la hipótesis.

Después de determinar las anomalías para cada subserie; la correlación es hecha con anomalías calculadas del mismo modo pero con datos correspondientes a las señales globales. Finalmente, se calcula el coeficiente de correlación para cada par conformado por las anomalías de una señal de lluvia y una señal global.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

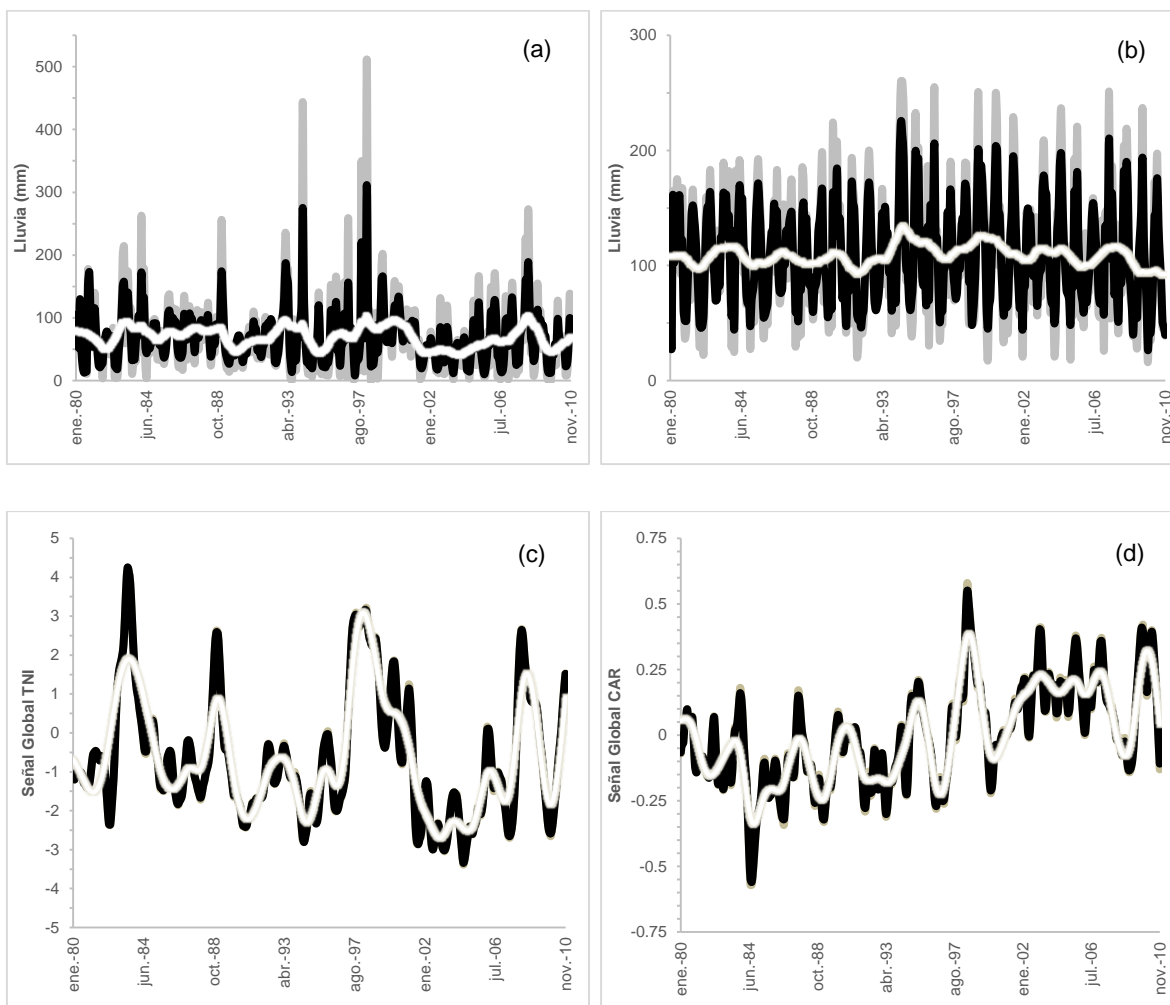


Fig. 3 Arriba: Lluvia observada, lluvia simulada y tendencia de lluvia. Abajo: Señal global observada, señal global simulada y tendencia de señal global. Valores observados (gris). Valores Simulados (negro). Tendencia (Blanco) a M420; b M410; c TNI; d CAR

4.1. Regresión Armónica Dinámica

4.1.1. Descomposición de Señales de Lluvia

La descomposición de señales de lluvia utilizando RAD dio resultados muy buenos, obteniendo un coeficiente de determinación mínimo de 0.88 en las señales de lluvia. Esto significa que los modelos se ajustaron satisfactoriamente a los observados. Sin embargo, se debe señalar que el principal problema en este ajuste son los valores extremos, los mismos que no fueron bien representados (Fig 3a, b).

Pese a esto, la metodología tiene buena calidad de filtrar información espectral para finalmente obtener la CTLL.

En la parte superior de la Fig. 3 se muestra las señales de lluvia observadas y simuladas de las estaciones M420 y M410 respectivamente. La primera ubicada en la cuenca Jubones, mientras que la segunda se ubica en la cuenca Paute. Es notoria la diferencia de señales entre estas estaciones debido a la intensidad y frecuencia de los eventos pluviométricos. Además, se puede observar a la componente de tendencia que solo extrae la información de variabilidad interanual entre los eventos pluviométricos permitiendo un análisis de tendencias.

4.1.2. Suavizado de Señales Climáticas Globales

Para el suavizado de las señales globales se ha empleado el método APT descrito anteriormente, sin embargo, para las señales ENSO debido a la presencia de periodicidad se ha empleado el método RAD capaz de suavizar este tipo de señales. Los resultados obtenidos por estas metodologías permiten obtener la correcta extracción de la CTG.

En la parte inferior de la Fig. 3 se tiene los valores observados y simulados, al igual que la componente de tendencia global obtenido por el método APT de las señales globales TNI y CAR que como veremos son de gran importancia para los modelos RELM. Finalmente, nótese la diferencia en el comportamiento de cada CTG y de su escala, para lo cual se lleva a cabo el proceso de homologado, es decir que toda CTG esté en la misma escala.

4.1.3. Regresión Estocástica Lineal Múltiple

Al llevar a cabo los modelos mediante RELM, se obtienen 14 estaciones con valores de *Coeficiente de Determinación Ajustado* (R_{adj}^2) entre 0.40 y 0.82 como se puede observar en el mapa del Anexo 1. La estación que mejor está representada por RELM es la M196 con $R_{adj}^2 = 0.82$ aunque se debe recalcar que esta estación cuenta con un periodo de estudio limitado (entre 1980 y 1990) y seguida por la estación M481 con $R_{adj}^2 = 0.70$. Ambas estaciones se ubican en la región litoral (cuenca Jubones) y espacialmente se encuentran cercanas. Además, se registra que las estaciones que no fueron bien representadas por los modelos RELM se ubican en la región andina (cuenca Paute), siendo la estación M424 con $R_{adj}^2 = 0.17$ la que tiene el valor más bajo. Es así, como se puede identificar una disminución de R_{adj}^2

relacionado a los factores espacial y orográfico, ya que en la costa los valores se mantienen altos, mientras que en la región andina el valor disminuye.

4.1.4. Factores de Intensidad de Influencia

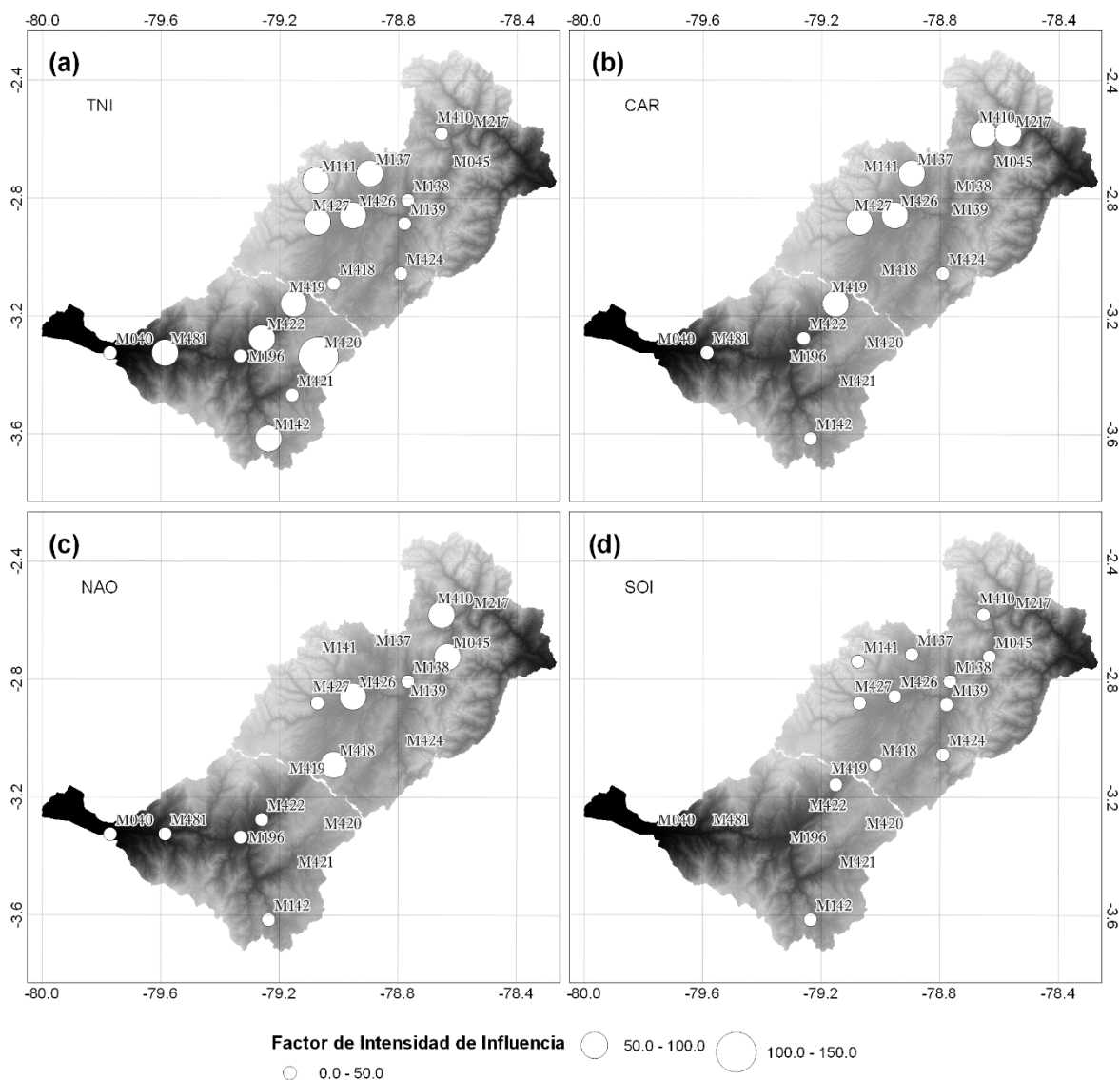


Fig. 4 Factor de Intensidad de Influencia (valores de T-test). Arriba IFF TNI y IFF CAR. Abajo IFF NAO y IFF SOI.

Se calculó el FII para obtener el ranking de las señales globales más influyentes en los modelos de RELM (Anexo 2). En la Fig. 4 se puede encontrar la representación gráfica de FII correspondientes a las señales globales en orden de importancia. Donde aparece la componente de tendencia de TNI (TNI_trend) como

la más importante, influyendo principalmente en estaciones que se encuentran dispersas en la cuenca Jubones y al centro-oeste de la cuenca Paute.

Se reporta la aparición de CAR_trend entre las teleconexiones importantes para los modelos RELM. Siendo la segunda componente más influyente con presencia en estaciones ubicadas principalmente en el norte de la cuenca del Río Paute y al noreste de la cuenca del Río Jubones. También se registra a NAO_trend como la tercera componente más importante con mayor influencia en estaciones ubicadas en la cuenca Paute. Finalmente, SOI es la cuarta señal más importante en la escala interanual e influye solamente en estaciones de la región Andina.

El análisis de los resultados empleando esta técnica nos permite identificar a TNI como la teleconexión más importante en el área de estudio considerado un controlador interanual. La intensidad de influencia de esta señal global es mayor en la región litoral y disminuye a medida que se adentra en la región andina e incluso desapareciendo cerca de la región Amazónica. Donde aparecen los teleconectores del Atlántico como CAR, NAO pero son débiles y sus componentes de tendencia no representan adecuadamente los modelos de RELM.

4.1.5. Patrones Espaciales de Conexión a Escala Interanual

Al realizar un análisis espacial de las señales globales se encuentra que los valores de R_{adj}^2 de los modelos RELM disminuyen en dirección oeste-este. Además, debido a la complejidad de encontrar estaciones que presenten patrones similares en los valores de FII, se han agrupado estaciones considerando el valor R_{adj}^2 y su ubicación espacial (Fig. 5). Es importante recalcar que hay estaciones que no han sido representadas adecuadamente por los modelos de RELM y se ha decidido descartar a las estaciones M138, M424 y M427 con R_{adj}^2 menores a 0.31.

En total se ha obtenido cinco grupos (Tabla 2) y, cada uno compuesta por tres o cuatro estaciones con valores R_{adj}^2 similares y ubicados dentro de la misma región. Inicialmente se han calculado el promedio ($R_{adj}^2 \text{ promedio}$) entre las estaciones que componen cada grupo. Los valores obtenidos van en orden descendiente desde el Grupo A ubicado en la región costa ($R_{adj}^2 \text{ promedio} = 0.71$), seguido por el Grupo B ubicado en la región andina de la cuenca Jubones ($R_{adj}^2 \text{ promedio} = 0.57$), mientras que el Grupo C se ubica en la transición de las dos cuencas ($R_{adj}^2 \text{ promedio} = 0.47$). En la cuenca Paute encontramos el Grupo D ubicada en zona interandina

($R^2_{adj\ promedio} = 0.50$) y finalmente el Grupo E ubicado en la salida de la cuenca Paute cerca de la Amazonía ($R^2_{adj\ promedio} = 0.38$).

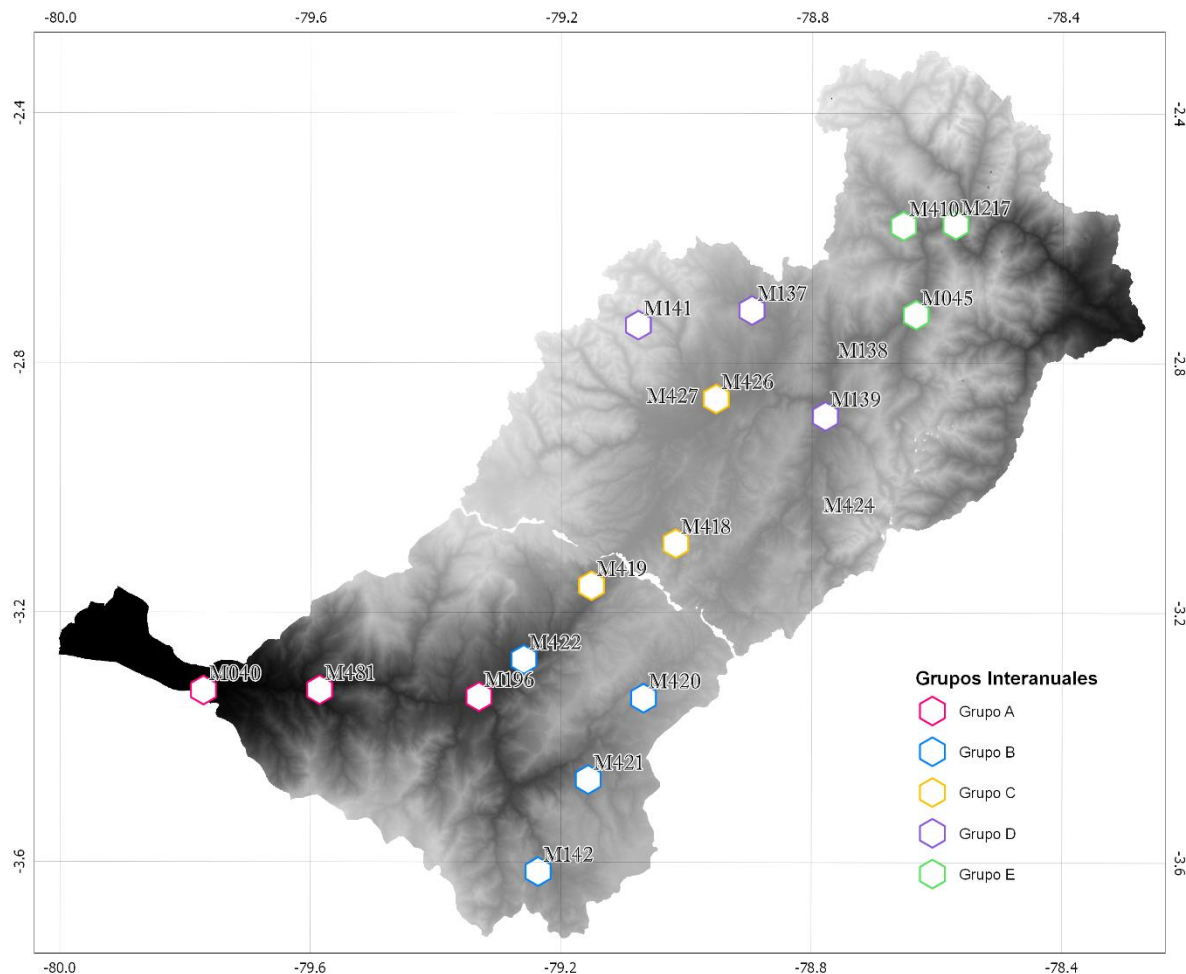


Fig. 5 Grupos Interanuales

Igualmente se obtiene un promedio de los FII de cada grupo (Tabla 2) y nuevamente el índice TNI es ampliamente la señal global más influyente a escala interanual, ya que solo en la Grupo E no es considerada la más importante. Debido a que esta teleconexión está directamente relacionado con ENSO, se sugiere que la variabilidad de precipitación en el área de estudio obedece a cambio evolutivo de todo el Pacífico, en lugar de zonas específicas de ENSO (Mendoza et al., 2018).

Tabla 2 Promedio de R_{adj}^2 y promedio de Factor de Intensidad de Influencia por ubicación.

Grupo A		Grupo B		Grupo C		Grupo D		Grupo E	
R_{adj}^2 prom	0.71	R_{adj}^2 prom	0.57	R_{adj}^2 prom	0.47	R_{adj}^2 prom	0.50	R_{adj}^2 prom	0.38
TNI trend	44.0	TNI trend	102.4	TNI trend	41.5	TNI trend	61.3	CAR trend	54.1
NAO trend	21.2	PDO trend	33.0	NAO trend	38.2	AMO trend	27.9	NAO trend	40.3
ENSO 1.2 trend	19.0	TNA trend	32.7	CAR trend	32.0	TNA trend	24.9	PDO trend	30.1
TSA trend	11.0	CAR trend	27.3	SOI trend	24.7	TSA trend	21.0	ENSO 3 trend	29.9
AMO trend	9.5	ENSO 3.4 trend	16.2	AMO trend	17.8	CAR trend	20.5	TSA trend	29.0
ENSO 3 trend	9.3	ENSO 4 trend	13.6	ENSO 1.2 trend	11.4	SOI trend	20.0	SOI trend	13.9
PDO trend	8.1	SOI trend	13.4	ENSO 3 trend	10.4	PDO trend	19.3	ENSO 1.2 trend	13.0
TNA trend	5.3	TSA trend	11.9	PDO trend	10.3	ENSO 4 trend	19.0	TNA trend	10.7
ENSO 4 trend	4.6	NAO trend	10.5	TSA trend	8.3	ENSO 3 trend	15.2	TNI trend	9.5
CAR trend	0.3	ENSO 1.2 trend	8.6	ENSO 4 trend	6.2	ENSO 3.4 trend	10.3	ENSO 3.4 trend	7.7
SOI trend	0.0	AMO trend	7.4	TNA trend	0.0	ENSO 1.2 trend	6.1	ENSO 4 trend	0.2
ENSO 3.4 trend	0.0	ENSO 3 trend	4.5	ENSO 3.4 trend	0.0	NAO trend	0.0	AMO trend	0.0

Por otro lado, existen señales del Atlántico que de igual manera influyen espacialmente como CAR y NAO. La presencia principalmente de CAR se debe a que el mar Caribe es una fuente de humedad para el norte de Sudamérica (Arias et al., 2015; Hoyos et al., 2019). Es importante señalar el aumento de influencia de CAR en cada región, desde la planicie costera (Grupo A) donde prácticamente es

desapercibido, hasta los andes orientales específicamente en la salida de la cuenca Paute hacia la región Amazónica (Grupo E). Es en este último grupo donde CAR posee mayor importancia y donde podemos encontrar a las estaciones M217, M045 y M410 localizadas al noreste de la cuenca Paute y que se caracterizan por tener los promedios mensuales de lluvia más altos del área de estudio.

4.2. Perturbación Cuantíl

Al analizar las anomalías de las señales de lluvia, estas presentan patrones distintos a lo largo del área de estudio. Las estaciones ubicadas en la planicie costera presentan un patrón que se debilita a medida que se aproximan a la región andina. En esta región se encuentra un patrón distintivo, que de igual manera se debilita a medida que se aproxima hacia la salida de la cuenca Paute (Anexo 3). La prueba de significancia muestra que distintas estaciones ubicadas principalmente al oeste de la cuenca de Paute presentan anomalías bajas y altas significativas (en el 5% de nivel de significancia), rechazando la hipótesis nula de no tendencia o dependencia serial.

Al emplear la metodología PC en las señales globales, se puede observar que las anomalías pertenecientes a ENSO muestran oscilaciones interanuales. Esto ya se había establecido con una serie de datos más amplia en Mora & Willems (2012), donde se determinó periodos de oscilación de alrededor 12-14 años. Sin embargo, las anomalías más relevantes son las que muestran oscilaciones decadales y multidecadales como CAR, NAO y TNA (Fig. 6), confirmando la influencia del Atlántico en el área de estudio.

En la Fig. 6a se puede observar factores de perturbación de señales globales con patrones interdecadales similares entre CAR y TNA. Sin embargo, estos a su vez son distintos al patrón de la señal NAO de la Fig. 6b, lo que podría significar que estas señales pueden ser complementarias entre sí. Además, es interesante que la señal de CAR posee valores de factores de perturbación más dispersos y se puede observar con facilidad en esta señal una posible oscilación. Mientras que las perturbaciones de otras señales globales solo presentan una sola tendencia y para identificar posibles oscilaciones se necesita trabajar con la serie de datos más amplia.

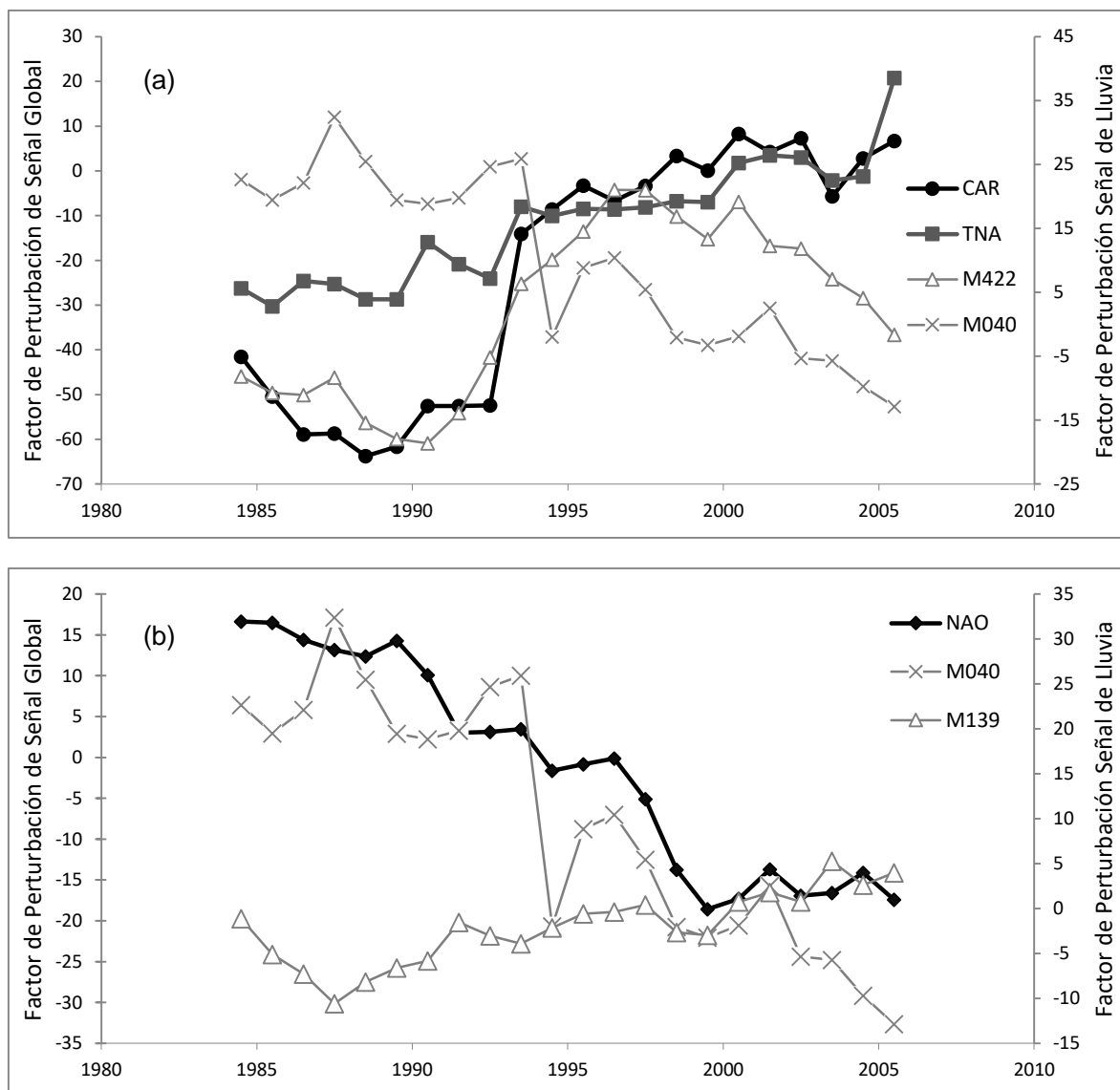


Fig. 6 Análisis de Resultados de Factores de perturbación de las señales globales y de lluvia (todos en porcentaje). Arriba: M040 (correlación negativa) y M141 (correlación positiva). Abajo: M040 (correlación positiva) y M139 (correlación negativa)

De igual manera, las señales de lluvia que tienen patrones de factores de perturbación similares a las señales globales se las puede ver en la Fig. 6. Por lo tanto, las tendencias de los factores de perturbación de las señales de lluvia se acoplan a las señales globales de forma distinta. Por ejemplo, se puede identificar en la Fig. 6a a los factores de perturbación de las señales de lluvia M422 y M040

que no se acoplan de igual manera a las señales globales CAR y TNA, ocurriendo lo mismo con las estaciones M040 y M139 (Fig. 6b) al acoplarlas con la señal NAO.

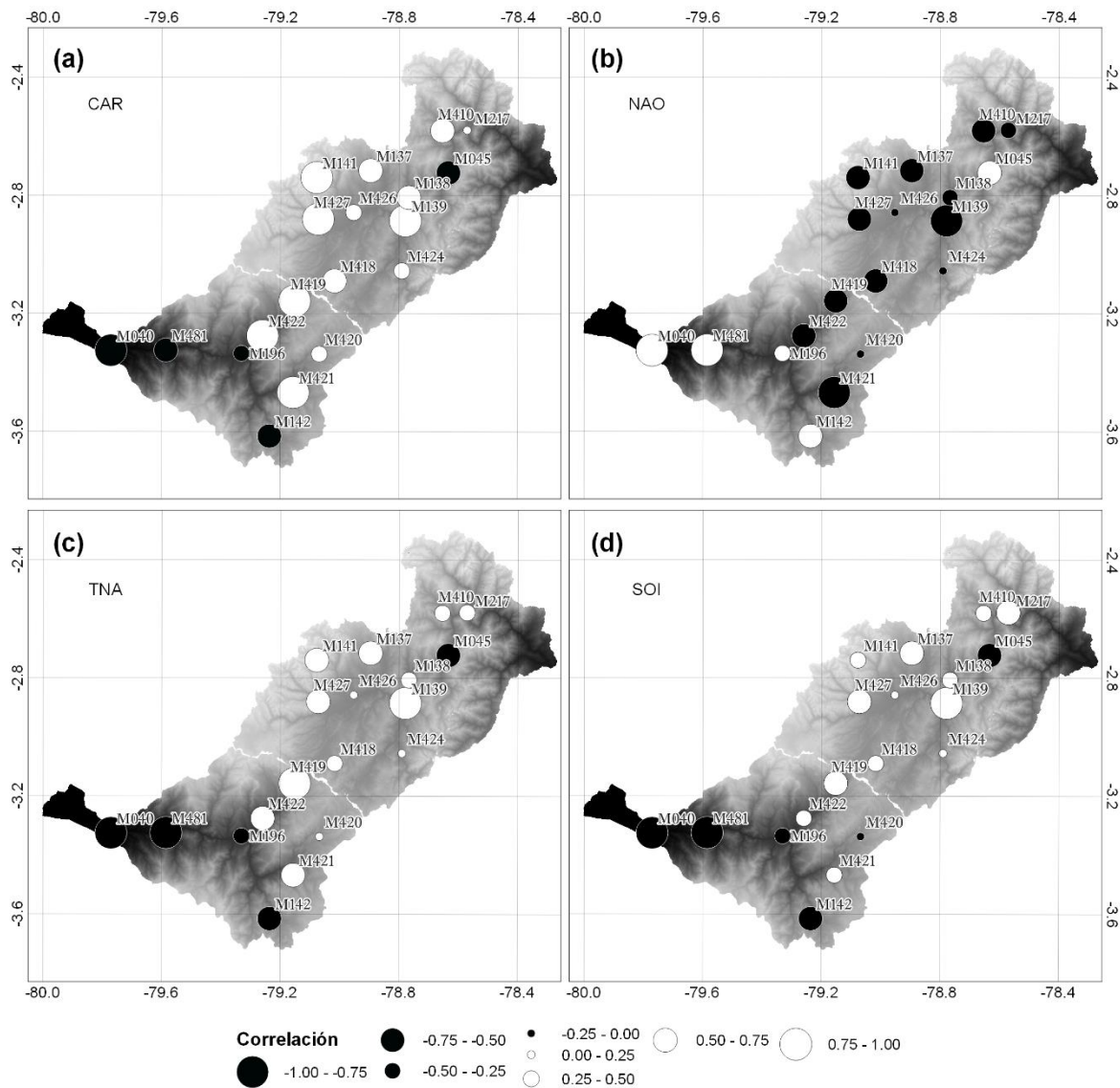


Fig. 7 Correlación entre factores de perturbación de señales globales y de lluvia

Finalmente, el Coeficiente de Correlación calculado para cada estación nos permite conocer cuáles son las teleconexiones más importantes en el área de estudio (Anexo 4). Es decir, identificar cuáles son las principales señales globales que trabajan como controladores a escala interdecadal en los procesos climáticos de la región. Por ejemplo, CAR y NAO poseen valores de correlación mayor (menor)

a 0.50 (-0.50) en 13 estaciones dispersas en el área de estudio (Fig. 7) y a su vez posiblemente siendo complementarias debido a que CAR se acopla positivamente (negativamente) con las estaciones de la región Andina (costera), mientras que NAO tiene un comportamiento contrario. Esta notoria diferencia en los valores de correlación pertenecientes a la planicie costera y la región Andina resalta la influencia de la orografía en la identificación de teleconexiones.

4.2.1. Patrones Espaciales de Conexión a Escala Interdecadal

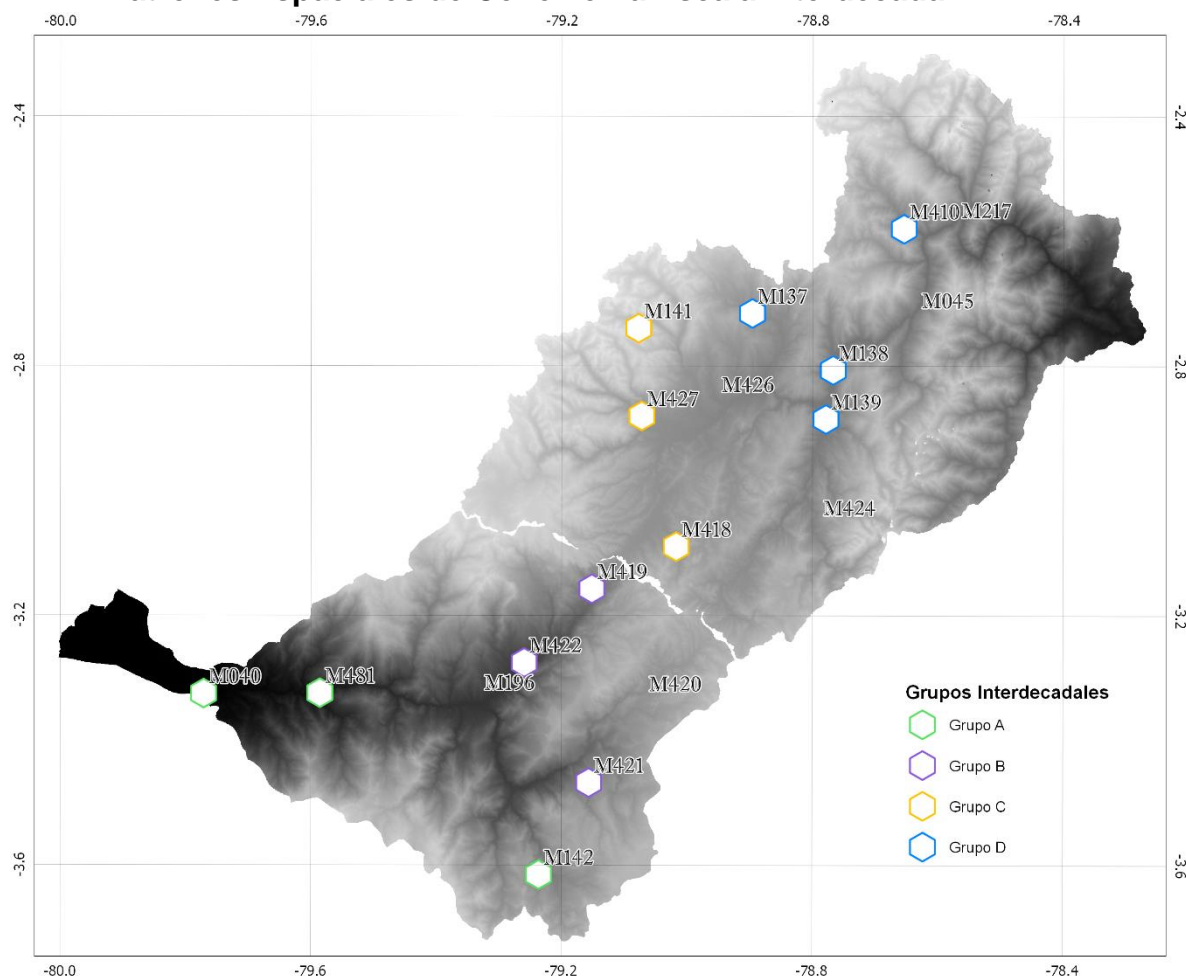


Fig. 8 Grupos Decadales mediante el método de Perturbación Cuantíl

Al igual que en la metodología anterior, al realizar un análisis espacial de los resultados obtenidos (Anexo 4), se encuentra estaciones que tienen valores de correlación similares entre ellas al considerar solamente los valores de correlación a partir de las señales más importantes como CAR, NAO, TNA y SOI. Identificando

dos patrones generales en el área de estudio, el primer patrón correspondiente a la región costa y el segundo a la región Andina. Sin embargo, al encontrar estaciones que poseen patrones singulares, estas han sido descartadas para esta parte del estudio.

El primer patrón está presente en 3 estaciones de la región costa por lo que se ve conveniente agruparlas (Grupo A) y obtener un promedio de correlación para las señales globales (Tabla 3). Obteniendo como resultado que NAO es la señal más importante en la región costa, seguido por PDO. Aunque la presencia de señales como TNA y SOI correlacionadas negativamente es interesante debido a su presencia en otras regiones del área de estudio.

El segundo patrón, se identifica en varias estaciones de la región andina. Al agruparlas considerando su ubicación espacial (Fig. 8) se obtiene 3 grupos. El primero etiquetado como Grupo B, se ubica en la región andina de la cuenca Jubones. El segundo denominado Grupo C se encuentra al oeste de la cuenca Paute y el tercero llamado Grupo D al centro-este de la misma. Al promediar los valores de correlación de las señales globales de los Grupos B, C y D (Tabla 3), se observa como los valores de correlación de las principales señales en la región andina (CAR y TNA) disminuyen en sentido oeste-este. Esto ocurre posiblemente por efecto del factor orográfico que puede modificar o disminuir la intensidad de las teleconexiones.

Tabla 3 Valores promedio de correlación entre factores de perturbación de señales globales y de lluvia por ubicación

Grupo A		Grupo B		Grupo C		Grupo D	
NAO	0.82	CAR	0.87	CAR	0.76	CAR	0.67
TNA	-0.77	NAO	-0.73	NAO	-0.66	NAO	-0.65
PDO	0.76	TNA	0.73	TNA	0.56	TNA	0.60
SOI	-0.74	TSA	0.57	SOI	0.42	SOI	0.51
CAR	-0.69	SOI	0.54	TSA	0.37	ENSO4	0.50
ENSO4	-0.62	ENSO1.2	0.41	TNI	0.31	PDO	-0.36
ENSO3.4	0.57	ENSO4	0.40	ENSO4	0.30	TSA	0.36
ENSO3	0.41	ENSO3	0.39	ENSO1.2	0.26	AMO	-0.26
ENSO1.2	0.36	TNI	0.39	AMO	-0.26	TNI	0.23
TSA	0.17	AMO	-0.36	ENSO3	0.22	ENSO3.4	-0.11
TNI	0.17	PDO	-0.24	PDO	-0.21	ENSO3	-0.01
AMO	0.02	ENSO3.4	0.16	ENSO3.4	0.02	ENSO1.2	0.00

La característica principal que se puede observar en los grupos creados, es que las teleconexiones con mayor correlación pertenecen al océano Atlántico como se muestra en la Tabla 3. Además, considerando las señales más importantes (CAR, NAO, TNA y SOI); el Grupo A, localizado cerca de la planicie costera, tiene correlaciones contrarias al resto grupos localizados en la región Andina. Lo que indica que los eventos hidroclimáticos extremos en las dos regiones son opuestos y que el factor orográfico está afectando directamente la influencia de las señales globales en el área de estudio, produciendo un efecto de dipolo en las señales globales sobre cada región.

Este comportamiento de dipolo entre las teleconexiones más importantes como son CAR y NAO ya ha sido documentado previamente en Giannini et al. (2001). NAO es correlacionado negativamente con la lluvia del Caribe indirectamente a través de temperaturas anómalas de TSM asociadas con anomalías en la velocidad del viento en la superficie en latitudes tropicales directamente a través de subsidencias anómalas. También se ha documentado por Wang (2004) de la correlación que existe entre NAO y TNA. Los patrones TSM durante los periodos de índice NAO alto muestran un tripolo con anomalías frías de TSM en el noroeste del Atlántico y en TNA y de anomalías cálidas de TSM en el medio del Atlántico. El enfriamiento de TNA cuando el índice NAO es alto es también consistente con las anomalías de viento en el TNA. Los valores negativos de las anomalías del viento zonal superficial en TNA indican la fuerza de los vientos alisios nororientales, que incrementarán el flujo de calor latente y luego enfriará a TNA.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El objetivo de este estudio fue identificar las teleconexiones más importantes en un área de estudio de gran variabilidad climática mediante la aplicación de dos técnicas obteniendo resultados a distintas escalas temporales. Al final, para ambas técnicas se identificaron señales globales consideradas controladores del clima regional a escala interanual e interdecadal, siendo los factores orográficos y espaciales importantes en este estudio.

El área de estudio tiene características complejas lo que ha dificultado relacionar directamente factores como elevación, aspecto, régimen o promedio de lluvia a los resultados obtenidos. Sin embargo, se puede encontrar patrones distintos al

considerar la ubicación espacial, ya que a medida que las condiciones orográficas de la región andina aparecen o desaparecen, la ubicación espacial explica de cierto modo la variación de intensidad de las señales globales. Por ejemplo, en la técnica de *Regresión Armónica Dinámica*, la influencia espacial es notoria, mientras en el oeste los modelos se ajustan satisfactoriamente, hacia el este los modelos RELM disminuyen la calidad. Por otro lado, la técnica Perturbación Cuantíl presenta patrones distintos relacionados al factor orográfico entre región litoral y andina al correlacionar las señales globales y de lluvia.

Mediante la técnica de *Regresión Armónica Dinámica* se identifican a TNI y a CAR como las señales más influyentes a escala interanual. Aunque TNI posee mayor influencia en toda el área de estudio, su intensidad desaparece hacia el este. Las características de TNI a escala interanual son más fuertes debido a la cercanía del área de estudio con el océano Pacífico. Por lo tanto, esta señal es el principal controlador en la región costera y mediante efectos advectivos se desplaza con gran fuerza hacia la región Andina, atravesando la cordillera y disminuyendo su intensidad progresivamente. Mientras que CAR comienza a ganar mayor fuerza lo que hace que estas dos señales sean complementarias. Aunque se observa la total ausencia de CAR en el litoral y su progresivo aumento de intensidad al este de la cuenca Paute, una ampliación del estudio de esta señal en la región oriental determinaría si es considerado un controlador del clima Amazónico.

Los resultados al aplicar la técnica de *Perturbación Cuantíl* indican mayor facilidad la importancia del factor orográfico entre costa y sierra. Además, con esta técnica se puede observar que las principales teleconexiones provienen del Atlántico lo que significa que el clima regional a escala interdecadal está bajo la influencia de controladores como CAR y NAO. Estas dos señales globales se correlacionan de tal manera que forman un dipolo entre sierra y costa lo que significa que estas señales son complementarias entre ellas.

La información utilizada de las señales de lluvia es limitada, en especial para la metodología de *Perturbación Cuantíl* ya que esta técnica necesita series de 10 años para encontrar un factor de perturbación. Un historial de datos más amplia de las señales de lluvia ayudaría a identificar con mayor exactitud a los controladores del clima a escala interdecadal. Por otro lado, las señales globales cuentan con información histórica más amplia y en caso de profundizar el estudio de las



búsquedas de teleconexiones se podría utilizar con señales de lluvia más amplias que expliquen la variabilidad interdecadal del área de estudio.

Pese a que los resultados obtenidos en cada técnica se caracterizan por la escala temporal, el objetivo del estudio se cumplió satisfactoriamente. Teleconexiones considerados controladores del clima regional a distintas escalas fueron identificados. Esto permitirá tener un mayor entendimiento de los procesos climáticos locales en el área de estudio y mejorar los pronósticos al implementar estos controladores a nuevos modelos que consideren la escala temporal y la intensidad de influencia teniendo en cuenta la ubicación espacial y el factor orográfico. Finalmente, el hallazgo de la señal CAR y NAO como controladores del clima a escala interanual e interdecadal significa que estas técnicas son capaces de trabajar juntas para encontrar señales globales ocultas en regiones con gran variabilidad climática.

BIBLIOGRAFÍA

- Arias, P. A., Martínez, J. A., & Vieira, S. C. (2015). Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Climate Dynamics*, 45(9-10), 2861-2884. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2511-7>
- Bendix, A., & Bendix, J. (2006). Heavy rainfall episodes in Ecuador during El Niño events and associated regional atmospheric circulation and SST patterns. *Advances in Geosciences*, 6, 43-49. <https://doi.org/10.5194/adgeo-6-43-2006>
- Bendix, J. (2000). Precipitation dynamics in Ecuador and northern Peru during the 1991/92 El Nino: A remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 21(3), 533-548. <https://doi.org/10.1080/014311600210731>
- Bendix, Jörg, Trachte, K., Palacios, E., Rollenbeck, R., Göttlicher, D., Nauss, T., & Bendix, A. (2011). EL NIÑO MEETS LA NIÑA — ANOMALOUS RAINFALL PATTERNS IN THE «TRADITIONAL» EL NIÑO REGION OF SOUTHERN ECUADOR. 151-167.
- Bryson, A. E. (2018). *Applied Optimal Control: Optimization, Estimation and Control*. Routledge. <https://doi.org/10.1201/9781315137667>
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. D., & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 413-421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>

- Campoizano, L., Célleri, R., Trachte, K., Bendix, J., & Samaniego, E. (2016). Rainfall and Cloud Dynamics in the Andes: A Southern Ecuador Case Study. *Advances in Meteorology*, 2016, 1-15. <https://doi.org/10.1155/2016/3192765>
- Campoizano, L., Trachte, K., Célleri, R., Samaniego, E., Bendix, J., Albuja, C., & Mejia, J. F. (2018). Climatology and Teleconnections of Mesoscale Convective Systems in an Andean Basin in Southern Ecuador: The Case of the Paute Basin. *Advances in Meteorology*, 2018, 1-13. <https://doi.org/10.1155/2018/4259191>
- Celleri, R., Willems, P., Buytaert, W., & Feyen, J. (2007). Space–time rainfall variability in the Paute basin, Ecuadorian Andes. *Hydrological Processes*, 21(24), 3316-3327. <https://doi.org/10.1002/hyp.6575>
- Esquivel-Hernández, G., Mosquera, G. M., Sánchez-Murillo, R., Quesada-Román, A., Birkel, C., Crespo, P., Célleri, R., Windhorst, D., Breuer, L., & Boll, J. (2019). Moisture transport and seasonal variations in the stable isotopic composition of rainfall in CENTRAL AMERICAN and ANDEAN PÁRAMO during EL NIÑO conditions (2015–2016). *Hydrological Processes*, hyp.13438. <https://doi.org/10.1002/hyp.13438>
- Gauchere, C. (2009). Analysis of ENSO interannual oscillations using non-stationary quasi-periodic statistics: A study of ENSO memory. *International Journal of Climatology*, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1002/joc.1937>

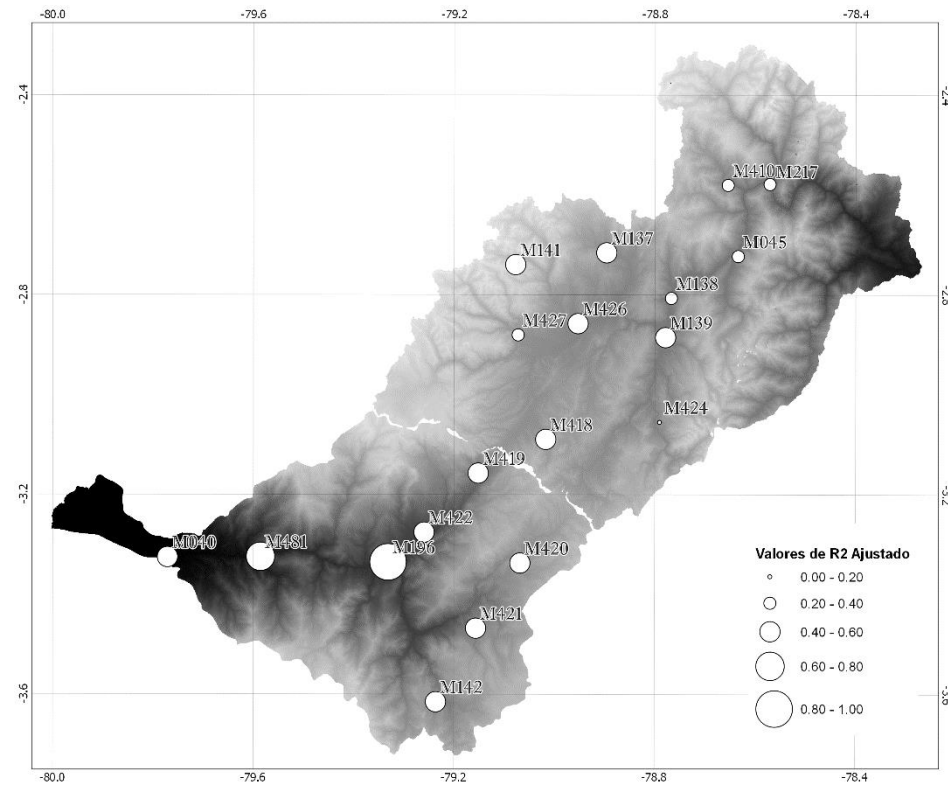
- Giannini, A., Cane, M. A., & Kushnir, Y. (2001). Interdecadal Changes in the ENSO Teleconnection to the Caribbean Region and the North Atlantic Oscillation. *JOURNAL OF CLIMATE*, 14, 13.
- Hoyos, I., Cañón-Barriga, J., Arenas-Suárez, T., Dominguez, F., & Rodríguez, B. A. (2019). Variability of regional atmospheric moisture over Northern South America: Patterns and underlying phenomena. *Climate Dynamics*, 52(1-2), 893-911.
<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4172-9>
- Luna-Romero, A., Ramírez, I., Sánchez, C., Conde, J., Agurto, L., & Villaseñor, D. (2018). Spatio-temporal distribution of precipitation in the Jubones river basin, Ecuador: 1975-2013. *Scientia Agropecuaria*, 9(1), 63-70.
<https://doi.org/10.17268/sci.agropecu.2018.01.07>
- Meloun, M., Militký, J., Hill, M., & Brereton, R. G. (2002). Crucial problems in regression modelling and their solutions. *Analyst*, 127(4), 433-450.
<https://doi.org/10.1039/B110779H>
- Mendoza, D. E., Samaniego, E. P., Mora, D. E., Espinoza, M. J., & Campozano, L. V. (2018). Finding teleconnections from decomposed rainfall signals using dynamic harmonic regressions: A Tropical Andean case study. *Climate Dynamics*.
<https://doi.org/10.1007/s00382-018-4400-3>

- Mora, D. E., & Willems, P. (2012a). Decadal oscillations in rainfall and air temperature in the Paute River Basin—Southern Andes of Ecuador. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1), 267-282. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0527-4>
- Mora, D. E., & Willems, P. (2012b). Decadal oscillations in rainfall and air temperature in the Paute River Basin—Southern Andes of Ecuador. *Theoretical and Applied Climatology*, 108(1), 267-282. <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0527-4>
- Ntegeka, V., & Willems, P. (2008). Trends and multidecadal oscillations in rainfall extremes, based on a more than 100-year time series of 10 min rainfall intensities at Uccle, Belgium: OSCILLATIONS IN RAI. *Water Resources Research*, 44(7). <https://doi.org/10.1029/2007WR006471>
- Owens, A. J. (1978). On detrending and smoothing random data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 83(A1), 221-224. <https://doi.org/10.1029/JA083iA01p00221>
- Pineda, L., Ntegeka, V., & Willems, P. (2013). Rainfall variability related to sea surface temperature anomalies in a Pacific–Andean basin into Ecuador and Peru. *Advances in Geosciences*, 33, 53-62. <https://doi.org/10.5194/adgeo-33-53-2013>
- Pourrut, P. (1986). *Algunas consideraciones acerca de los fenomenos climaticos extremos observados en el Ecuador*. 16.
- Samaniego-Rojas, N., Eguiguren, P., Maita, J., & Aguirre, N. (2015). *Clima de la Región Sur el Ecuador: Historia y tendencias*. 22.

- Trenberth, K. E., & Stepaniak, D. P. (2001). LETTERS Indices of El Niño Evolution. *JOURNAL OF CLIMATE*, 14, 5.
- Villazón, M. F., & Willems, P. (2010). *Filling gaps and Daily Disaccumulation of Precipitation Data for Rainfall-runoff model*. 10.
- Vuille, M., Bradley, R. S., & Keimig, F. (2000). Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13(14), 2520-2535. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2)
- Wang, C. (2004). ENSO, Atlantic Climate Variability, and the Walker and Hadley Circulations. En H. F. Diaz & R. S. Bradley (Eds.), *The Hadley Circulation: Present, Past and Future* (Vol. 21, pp. 173-202). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2944-8_7
- Wang, C., & Fiedler, P. C. (2006). ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 239-266. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.004>
- Watson, M. W. (1986). Univariate detrending methods with stochastic trends. *Journal of Monetary Economics*, 18(1), 49-75. [https://doi.org/10.1016/0304-3932\(86\)90054-1](https://doi.org/10.1016/0304-3932(86)90054-1)
- Young, P. C. (2011). *Recursive Estimation and Time-Series Analysis: An Introduction for the Student and Practitioner*. Springer Science & Business Media.

ANEXOS

Anexo 1 Valores de R^2_{adj} de modelos RELM en las estaciones del área de estudio.



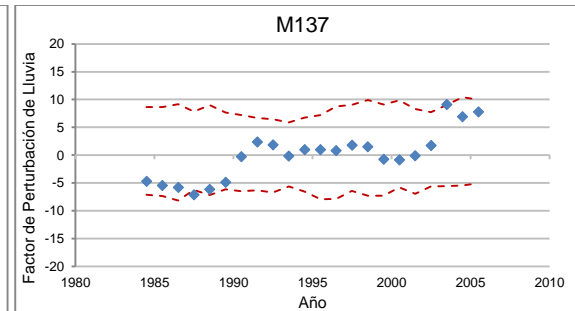
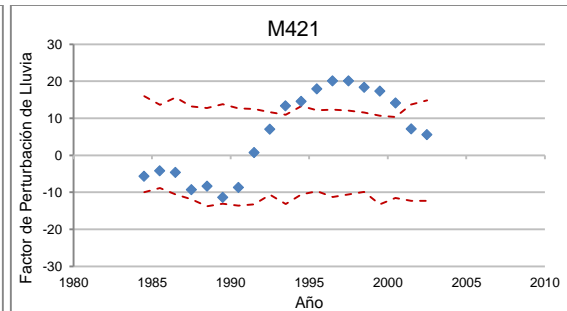
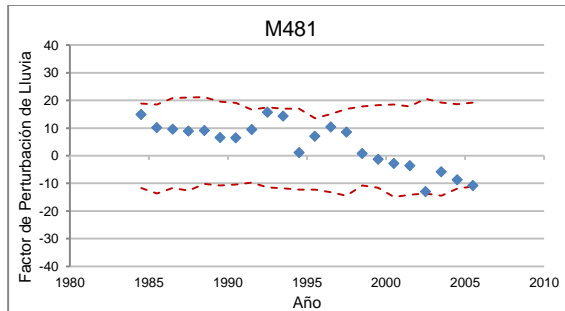
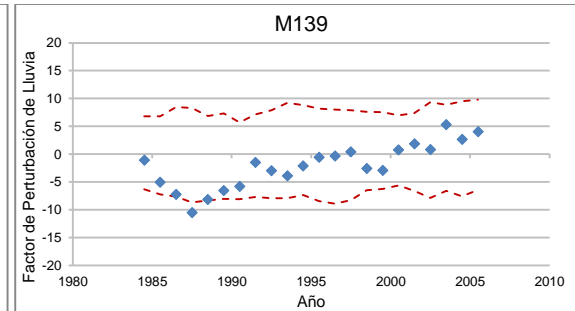
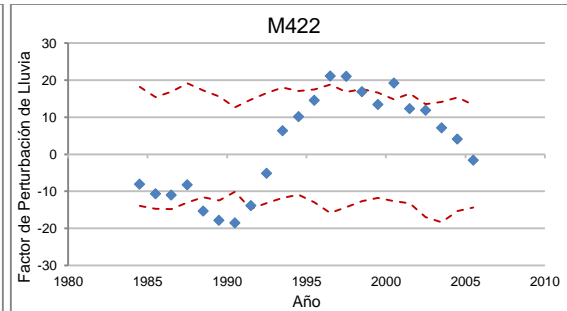
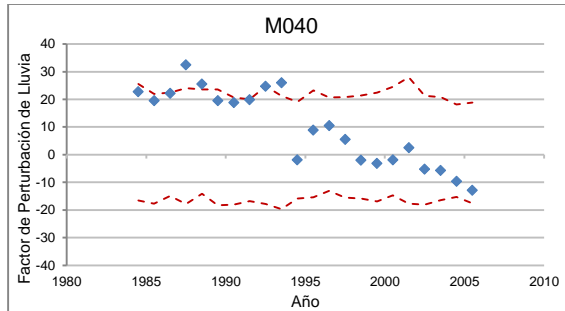


Anexo 2 Variables de GCS incluidas en los modelos RELM para cada TC de señal de lluvia y el ranking de influencia sobre el área de estudio

	M040	M481	M422	M419	M142	M217	M410	M426	M138	M045	M137	M141	M424	M139	M418	M420	M196	M427	M421
	Pasaje	Ushcurrumi	Hacienda Santa Lucía	Girón	Saraguro	Peñas Coloradas	Río Mazar	Ricaurte	Paute	Palmas	Biblian	El Labrado	Sigsig	Gualaceo	Cumbe	Nabon Inamhi	Minas De Huasacachaca	Sayausí	Oña
TNI	0.57	0.77	0.61	0.61	0.73		0.33	0.66	0.52		0.50	0.50	0.33	0.44	0.34	0.69	0.28	0.59	0.13
trend	(45.04)	(74.17)	(71.35)	(58.82)	(85.63)		(28.39)	(65.85)	(49.41)		(52.01)	(92.85)	(26.34)	(38.99)	(41.41)	(140.88)	(12.92)	(60.52)	(9.3)
CAR		0.01	0.38	0.36	0.42	0.52	0.98	0.47			0.40		0.17					0.39	
trend		(0.79)	(41.77)	(61.9)	(40.14)	(79.4)	(82.79)	(66.24)			(61.62)		(11.76)					(59.03)	
NAO	0.40	0.34	0.10		0.13		0.53	0.56	0.22	0.47					0.65		0.06	0.20	
trend	(28.75)	(30.3)	(12.04)		(19.41)		(67.65)	(74.37)	(26.45)	(53.13)					(78.38)		(4.48)	(28.94)	
SOI				0.24	0.45		0.37	0.50	0.41	0.18	0.14	0.21	-0.06	0.24	0.33			0.37	
trend				(25.93)	(40.3)		(28.51)	(46.13)	(35.53)	(13.15)	(13.49)	(25.09)	(4.26)	(21.44)	(26.72)			(35.48)	
PDO		0.17	0.30		0.20	-0.15	0.48			0.11		-0.16		-0.26	0.37	0.25	0.15		
trend		(15.38)	(30.84)		(27.3)	(20.28)	(58.14)			(11.85)		(24.15)		(33.85)	(41.28)	(40.96)	(8.94)		
TSA	-0.10		-0.10	0.05		-0.35		-0.19	0.14	0.37	0.34	-0.10					0.39		0.20
trend	(6.79)		(10.83)	(8.23)		(48.74)		(24.78)	(16.55)	(38.26)	(46.77)	(16.2)					(26.3)		(24.92)
Niño 3	-0.23	-0.19			0.11	-0.51	0.05	0.25	0.24	-0.58		0.16		0.24	-0.17			0.17	
trend	(12.97)	(14.84)			(13.51)	(51.57)	(5.35)	(24.87)	(21.71)	(32.73)		(19.68)		(25.99)	(16.89)			(18.38)	
AMO	0.40								0.29					0.51	0.58	0.30			
trend	(28.59)								(36.4)					(83.69)	(71.29)	(22.33)			
TNA		0.27			-0.55		-0.39					0.42	-0.01			-0.43			-0.10
trend		(15.91)			(50.6)		(32.08)					(74.71)	(0.62)			(33.07)			(14.44)
Niño 1+2	0.33	0.17		0.17		0.17	-0.13							-0.16	0.23		0.46		0.27
trend	(21.17)	(14.51)		(20.83)		(24.08)	(14.95)							(18.31)	(24.88)		(21.28)		(25.81)
Niño 4				0.13	0.20		0.01	0.19	0.23		0.75		-0.06	0.13			-0.34	0.27	-0.45
trend				(10.62)	(16.71)		(0.73)	(14.23)	(15.59)		(47.14)		(2.71)	(9.75)			(13.81)	(20.95)	(24.13)
Niño 3.4			-0.45							0.46	-0.42		-0.15						-0.16
trend			(37.34)							(23.02)	(30.81)		(8.27)						(11.27)



Anexo 3 Factores de perturbación en porcentaje





Anexo 4 Correlación de factores de perturbación de señales de lluvia vs señales globales

	M040	M481	M142	M422	M421	M419	M418	M427	M141	M420	M426	M424	M137	M139	M138	M410	M045	M217
	Pasaje	Ushcurrumi	Saraguro	Hacienda Santa Lucía	Oña	Girón	Cumbe	Sayausí	El Labrado	Nabon Inamhi	Ricaurte	Sigsig	Biblian	Gualaceo	Paute	Río Mazar	Palmas	Peñas Coloradas
CAR	-0.86	-0.68	-0.52	0.89	0.86	0.86	0.63	0.81	0.85	0.39	0.25	0.30	0.66	0.79	0.56	0.66	-0.65	0.07
NAO	0.90	0.81	0.73	-0.73	-0.75	-0.73	-0.59	-0.67	-0.73	-0.10	-0.16	-0.14	-0.75	-0.77	-0.46	-0.60	0.66	-0.30
TNA	-0.85	-0.79	-0.67	0.65	0.74	0.79	0.41	0.66	0.61	0.11	0.10	0.18	0.75	0.79	0.38	0.48	-0.64	0.35
SOI	-0.79	-0.78	-0.65	0.43	0.49	0.70	0.27	0.54	0.43	-0.10	0.03	0.12	0.73	0.79	0.25	0.29	-0.63	0.54
Niño 4	-0.61	-0.61	-0.63	0.31	0.43	0.45	0.14	0.45	0.31	-0.03	0.04	0.14	0.68	0.47	0.33	0.49	-0.23	0.60
TSA	-0.01	0.32	0.19	0.52	0.82	0.38	0.17	0.41	0.52	0.76	0.22	0.45	0.11	0.06	0.65	0.64	0.17	-0.51
PDO	0.71	0.83	0.73	-0.16	-0.11	-0.43	-0.12	-0.32	-0.19	0.43	0.02	0.05	-0.74	-0.68	0.01	-0.04	0.65	-0.66
Niño 3	0.31	0.51	0.41	0.39	0.72	0.05	0.22	0.13	0.32	0.72	0.21	0.15	-0.43	-0.33	0.34	0.37	0.34	-0.65
Niño 1+2	0.28	0.45	0.37	0.44	0.73	0.05	0.29	0.14	0.35	0.72	0.21	0.14	-0.42	-0.32	0.32	0.40	0.29	-0.67
Niño 3.4	0.50	0.69	0.53	0.14	0.48	-0.13	-0.01	-0.02	0.10	0.64	0.13	0.16	-0.50	-0.48	0.27	0.27	0.54	-0.61
TNI	0.07	0.25	0.19	0.41	0.59	0.16	0.18	0.38	0.38	0.66	0.29	0.33	0.00	-0.07	0.46	0.53	0.28	-0.27
AMO	0.11	-0.09	0.05	-0.32	-0.37	-0.38	-0.16	-0.18	-0.43	-0.24	-0.05	-0.24	-0.27	-0.33	-0.27	-0.19	0.46	0.49